

9. Краснопевцева Г. В., Матушкин Б. А., Попов Е. А. Геофизические исследования на региональном профиле Волгоград-Нахичевань.—Изв. АН СССР, сер. геолог. 1967, № 12.
10. Мириджанян Р. Т. Прогнозная оценка температуры глубинных слоев земной коры на территории Армянской ССР.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1979, № 5.
11. Мурусидзе Г. Я. Строение земной коры и верхней мантии в Грузии и сопредельных районах по сейсмологическим и сейсморазведочным данным. Тбилиси: Изд. «Мецниереба», 1976.
12. Оганисян Ш. С. Строение земной коры территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1977, № 4—5.
13. Осипова И. Б. О региональных сейсмических исследованиях станциями «Черепаша» в Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1980, № 5.
14. Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. М.: Изд. «Наука», 1968.

Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, XXXIX, № 1, 52—60, 1986

УДК 550.344.094.94

А. Р. АРАКЕЛЯН, Ю. Ф. КОПНИЧЕВ, И. Л. НЕРСЕСОВ

КАРТИРОВАНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ ПО ПОГЛОЩЕНИЮ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Разработана методика картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанная на анализе характеристик короткопериодной коды землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ($200 \leq \Delta \leq 2000$ км). Выделены крупные неоднородности поля поглощения исследуемого района. Обнаружена связь поля поглощения с некоторыми геолого-геофизическими полями. Отмечена приуроченность сильных землетрясений ($M > 6$) к зонам большого контраста поглощения.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что подобные исследования могут быть полезны при решении многих вопросов геологии, тектоники и сейсмического районирования.

Изучение поля поглощения сейсмических волн в верхней мантии имеет существенное значение для решения многих вопросов геологии и геофизики. Большинство исследований поглощающих характеристик верхней мантии основывалось на анализе амплитуд короткопериодных продольных или длиннопериодных поверхностных волн [4, 14, 16, 17]. Вместе с тем представляет интерес использование для этих целей короткопериодных поперечных волн, поскольку они более чувствительны к изменению состояния вещества и поэтому обладают в этом плане большей информативностью. Однако сильное рассеяние регулярных поперечных волн с частотой ~ 1 Гц в земной коре и верхней мантии не позволяет выделять их на расстояниях более нескольких сот километров [1, 12], что ограничивает возможности их использования.

В данной работе описываются метод и результаты картирования центральной части Альпийского пояса Евразии по поглощению, основанные на изучении короткопериодной коды (т. е. нерегулярных волн) землетрясений из промежуточной зоны эпицентральных расстояний ($200 \leq \Delta \leq 2000$ км).

В работе использовались записи землетрясений, зарегистрированных временными станциями КСЭ ИФЗ АН СССР, расположенными на Украине, Урале и Кавказе. Станции оборудованы вертикальными узкополосными каналами КСЭ с центральной частотой около 1 Гц.

Особенности волновой картины в районе Альпийского пояса Евразии

Наиболее характерной чертой нерегулярного короткопериодного волнового поля изучаемого региона является отсутствие волновой группы Lg , доминирующей на записях землетрясений Средней Азии [1, 8].

В Альпийском поясе Евразии наблюдается совершенно иная картина. Огибающие записей землетрясений этого района в первом приближении можно разделить на три группы:

1. Огибающие, на которых выделяются две нерезкие фазы, вступающие соответственно до и после волны Lg по годографу. Такой тип записей характерен для районов Западной Турции, Восточного Кавказа, западной части Туркмении и примыкающих к ней областей Ирана (рис. 1а).

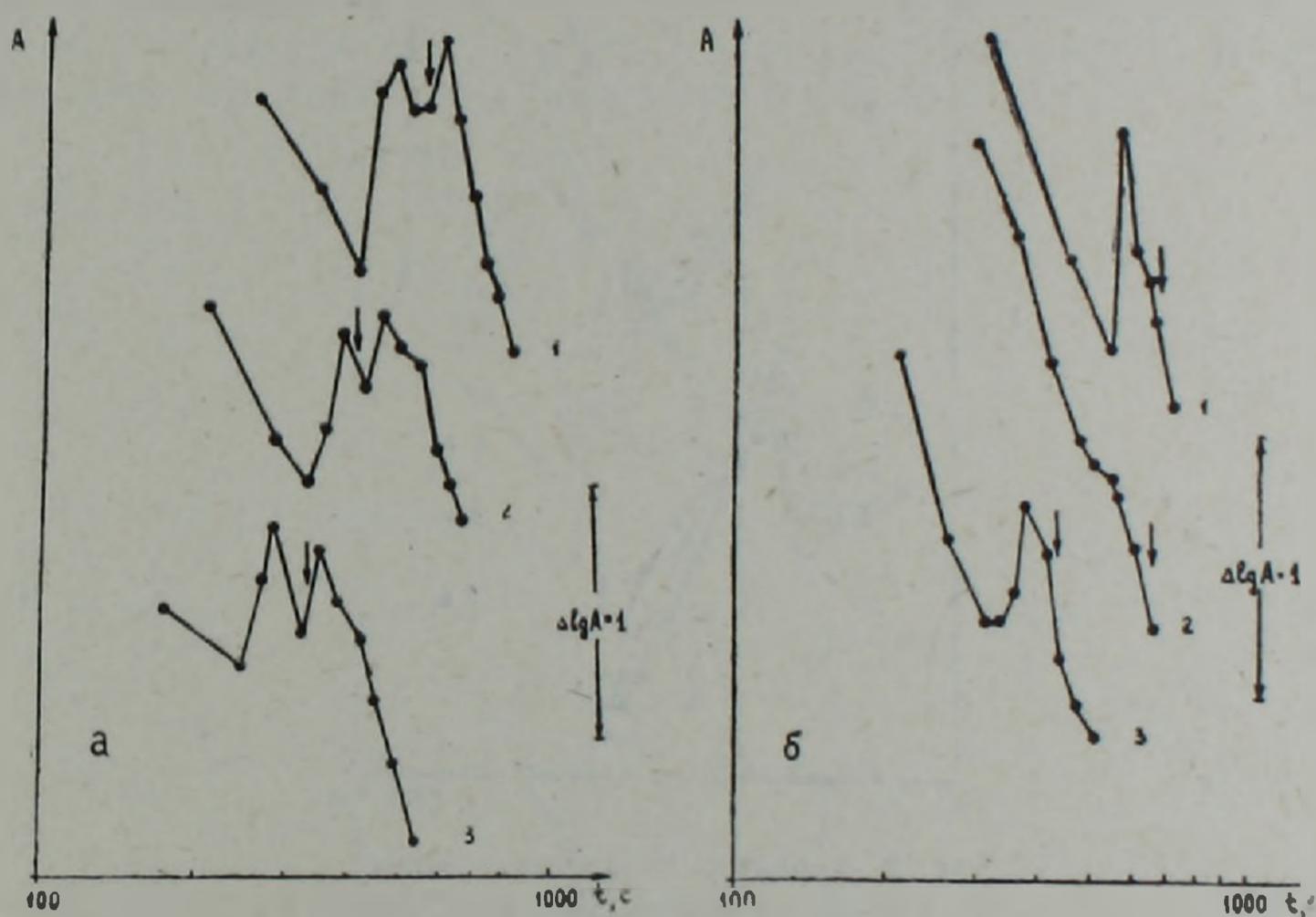


Рис. 1. Характер огибающих записей землетрясений из различных районов Альпийского пояса Евразии. а) С двумя фазами: 1—район границы Иран-СССР, 2—Восточный Кавказ, 3—Западная Турция, б) С одной фазой: 1—Западный Иран, 2—Южный Иран, 3—Турция.

Стрелки—моменты вступления волны Lg по годографу.

2. Огибающие с одной выделяющейся фазой. Они наблюдаются для большинства районов Альпийского пояса Евразии (центральные и южные районы Турции, Западный Кавказ и Закавказье, Центральный и Северо-Западный Иран и др.) (рис. 1б).

3. Огибающие, на которых эти фазы не выделяются. Такие огибающие затухают плавно, без резких перегибов. Они характерны в основном для района Южного Ирана (рис. 1б).

С целью получения дополнительной информации о волновом поле был проведен анализ поляризационных характеристик огибающих. Для этого использовались записи трехкомпонентных каналов РВЗТ. Видимые периоды волн в коде были 1—2 с. На рис. 2 приведены огибающие записей землетрясений из разных районов, зарегистрированных кав-

казскими и украинскими станциями. Важной особенностью представленных на рисунке огибающих является преобладание поляризации типа SH и для первой, и для второй фаз.

Учитывая совокупность имеющихся экспериментальных данных и теоретических результатов [7, 8], в т. ч. слабую зависимость уровня коды от глубины очага землетрясения, поляризацию, результаты численного моделирования [5] и т. д., можно сделать вывод, что в районе Альпийского пояса Евразии так же, как и в районе Средней Азии [5--8], короткопериодная кода в промежуточной зоне эпицентральных расстояний формируется главным образом поперечными волнами, отраженными от многочисленных субгоризонтальных мантийных границ со слабыми скачками скорости. Отсутствие группы Lg и появление опи-

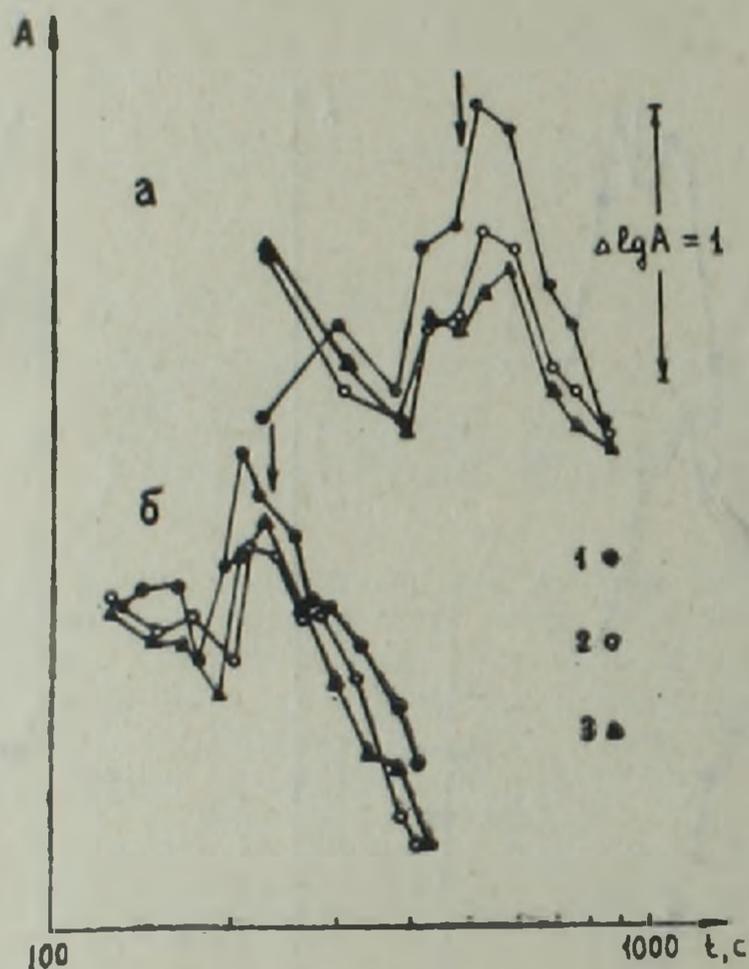


Рис. 2. Характер поляризации коды. а) станция и эпицентр на одной долготе, б) станция и эпицентр на одной широте. 1—тангенциальная компонента, 2—вертикальная компонента, 3—радиальная компонента. Стрелки—моменты вступления волны Lg по годографу.

санных фаз на огибающих естественным образом объясняется существенно более сильным поглощением в коре и верхней мантии Альпийского пояса по сравнению с многими районами Центральной Азии [6]. Можно полагать, что первая фаза образована в основном однократными, а вторая—кратными отраженными волнами (при сильном поглощении в верхней части разреза достаточно большую интенсивность могут иметь только кратные волны, формирующиеся в системе тонких слоев, расположенных в мантии глубже астеносферы, которые, естественно, вступают гораздо позже однократных). Эти выводы позволяют предложить новую методику определения поглощения в верхней мантии.

Методика обработки данных

Метод определения поглощения основан на анализе отношения уровня фазы, сформированной однократно отраженными поперечными волнами, к уровню Р-волны ($\lg(A_{ss}/A_p)$). Для краткости эту величину ниже будем называть просто S/P. Идея метода состоит в том, что Р— и S—волны пересекают верхнюю мантию в районах эпицентра и станции, однако поглощение поперечных волн варьирует гораздо сильнее, чем продольных, из-за их большей чувствительности к присутствию частично расплавленного материала.

При использовании записей одной и той же станции различия в поглощении относятся к районам эпицентров (оценки показывают, что снос лучей на глубинах до 200 км, на которые падает основная доля поглощения, составляет порядка нескольких десятков км [8]).

Отметим, что для землетрясений из одной эпицентральной зоны, зарегистрированных на одной и той же станции, величина S/P обычно достаточно устойчива (рис. 3), что может свидетельствовать о ее независимости от диаграммы направленности излучения.

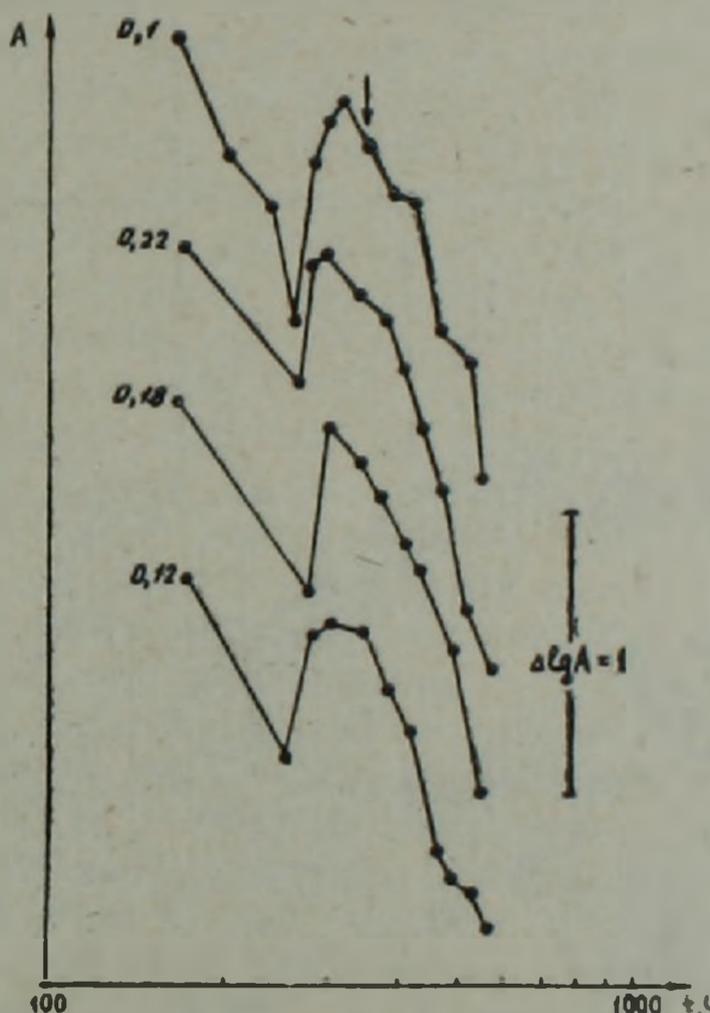


Рис. 3. Иллюстрация устойчивости отношения S/P для землетрясений одного района. Числа указывают значения S/P для отдельных огibaющих.

При обработке данных вводилась поправка, учитывающая затухание первой фазы с расстоянием. Кривая затухания была рассчитана для пары станций, на которых были записаны одни и те же землетрясения. Станции расположены примерно в одинаковых геологических условиях на разных азимутах от эпицентров. Расчеты показали, что в среднем на каждые 100 с от начала излучения происходит уменьшение значения S/P на 0,4 лог. ед. Вводилась также поправка, учитывающая условия в районе станции.

По описанной методике были проанализированы записи землетрясений из районов центральной части Альпийского пояса. Всего было обработано около 300 коровых землетрясений с магнитудами от 4,4 до 6,0.

Все значения величин S/P были разбиты на три уровня с шагом 0,6 лог. ед., соответствующие пониженному, промежуточному и повышенному поглощению. Диапазон изменения величин S/P для всей территории составляет более 1,7 лог. ед.

Полученные данные

Из приводимой карты (рис. 4) видно, что поле поглощения в центральной части Альпийского пояса Евразии весьма неоднородно. Прежде всего заметны региональные различия поглощения в его западной и восточной частях. Если западная часть характеризуется в основном пониженными и промежуточными значениями S/P, то в восточной преобладают промежуточные и повышенные значения.

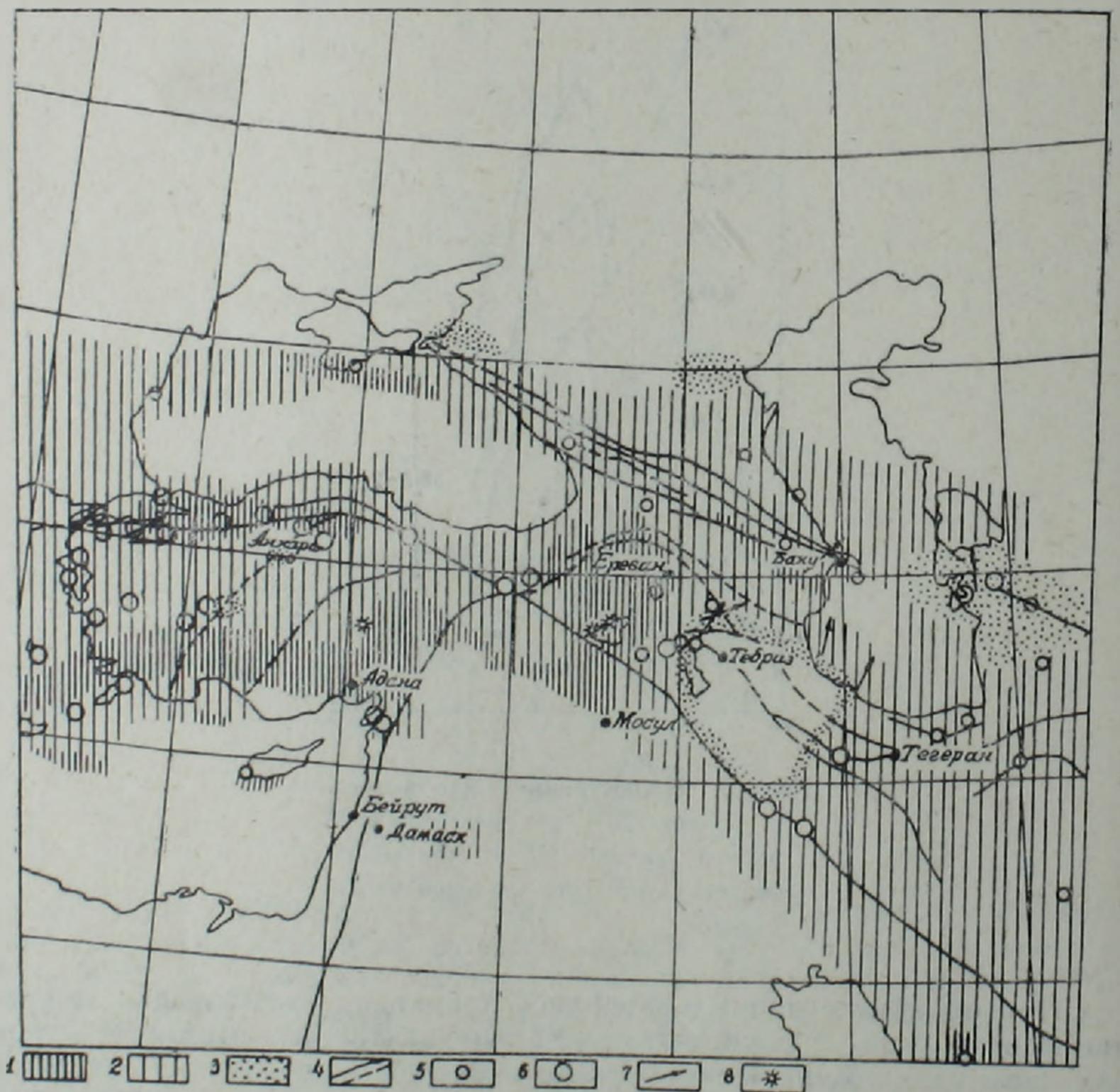


Рис. 4. Карта поля поглощения центральной части Альпийского пояса Евразии. Поглощение: 1—сильное, 2—промежуточное, 3—слабое, 4—тектонические нарушения. 5, 6—эпицентры землетрясений: 5— $6 < M < 7$, 6— $M \geq 7$. 7—направления слабого поглощения. 8—вулканы, действовавшие в историческое время.

В пределах изучаемого района выделяются зоны и блоки с различным поглощением. Повышенным поглощением характеризуются: район Транскавказского субмеридионального поднятия; зона, вытянутая вдоль Северо-Анатолийского разлома; близширотная зона в южной части Турции, охватывающая Западный и Центральный Тавр; узкая зона в районе Куринской депрессии; область на юге Крыма и район южного побережья о. Кипр. Область, пространственно совпадающая с Копетдагской складчатой зоной, и блок, примыкающий к юго-западному побережью Каспийского моря, имеют пониженное поглощение.

Следует отметить что при построении карты значения S/P были осреднены для отдельных эпицентральных зон. Это привело к некоторой потере детальности картирования, но позволило выявить крупные неоднородности поля поглощения. О возможном происхождении некоторых из них будет сказано ниже.

Обсуждение результатов

Полученные данные позволяют сделать некоторые выводы о характере поглощения в земной коре и верхней мантии центральной части Альпийского пояса Евразии. Ранее [2] нами были отмечены отсутствие короткопериодной волновой группы L_g и более крутой спад огибающих близких землетрясений Кавказа по сравнению с Тянь-Шанем. Это связывалось с повышенным поглощением в земной коре и верхней мантии. Дальнейшие исследования, результаты которых приводятся в данной работе, показали, что подобная картина наблюдается для всей центральной части Альпийского пояса.

Остановимся более подробно на структуре поля поглощения изучаемой территории. Выше было отмечено повышенное поглощение в верхней мантии западной части Альпийского пояса по сравнению с восточной. Возможно, что это связано с разным возрастом вулканизма, который завершился в западной части позднее (неоген), чем в восточной (эоцен) [10]. С этой точки зрения более высокое поглощение должно быть обусловлено повышенным разогревом верхней мантии и земной коры. Сопоставление полученных результатов с некоторыми геофизическими полями позволяет выявить определенные закономерности распределения неоднородностей поля поглощения.

Особый интерес представляет зона повышенного поглощения в районе Транскавказского субмеридионального поднятия. Отдельные значения S/P достигают здесь $-0,5$ лог. ед. Некоторые авторы [9] рассматривают эту зону как северное продолжение Афро-Аравийского рифтово-вулканического пояса и предполагают, что здесь должны происходить процессы подъема мантийных масс и интенсивного выноса тепла. Тепловой поток в этом районе действительно повышен и достигает 90 мВт/м² и более [11, 13]. С этой же зоной совпадает положительная региональная изостатическая аномалия большой интенсивности, связываемая с влиянием масс, расположенных на глубинах около $150-200$ км [3]. Кроме того, в этой области установлены аномально низкие значения скоростей сейсмических волн в верхней мантии [4]. Эти факты, а также существование в пределах этой зоны вулканов (Немрут и Сюпхан), действовавших в историческое время, с большой степенью вероятности указывают на разогретое состояние верхней мантии и коры данного района.

Другая зона приурочена к Северо-Анатолийскому разлому. Она характеризуется довольно сильным контрастом значений S/P (от $-0,4$

до $+0,3$ лог. ед.), хотя в целом в ее пределах наблюдается повышенное поглощение.

В выделенной нами зоне на юге Турции отмечены наименьшие значения S/P ($-0,6$ лог. ед.). Надо отметить, что в этой области не отмечается связи поля поглощения с тепловым потоком и изостатическими аномалиями.

Кроме указанных зон сильного поглощения выделяются также зоны с ярко выраженным слабым поглощением. Один из таких крупных блоков связан с Копетдагской складчатой зоной. Значения S/P в пределах этого блока достигают $+1,2$ лог. ед. С этой зоной связана интенсивная отрицательная региональная изостатическая аномалия [3]. Еще один блок пониженного поглощения выделен юго-западнее Каспийского моря. Низкие значения поглощения (величины S/P достигают $+0,9$ лог. ед.) обозначают его контур. Однако уверенно утверждать о слабом поглощении в районе этого блока не позволяет отсутствие данных внутри него.

Интересная закономерность выявляется при сопоставлении карты поля поглощения с эпицентрами сильных ($M > 6$) землетрясений. Данные о землетрясениях и основных тектонических нарушениях взяты из работ [15, 18, 19]. Из карты (рис. 4) видно, что эпицентры многих сильных землетрясений тяготеют к зонам большого контраста поглощения, что согласуется с результатами, полученными ранее для района Тянь-Шаня [8]. Это особенно хорошо заметно для района Турции. Сильные землетрясения с $M \geq 7$ здесь приурочены к границам двух зон повышенного поглощения на севере и юге Турции. Контраст поглощающих характеристик на границах зоны достигает $0,5$ лог. ед., а южнее г. Адана доходит до $0,7$ лог. ед.

Сильные землетрясения в районе оз. Урмия попадают в зону большого контраста поглощения, связанного с Транскавказским поднятием и блоком юго-западнее Каспийского моря. Скачок значений S/P превышает здесь $0,6$ лог. ед.

Шемахинское землетрясение с $M > 6$ произошло в зоне контраста, приуроченной к району Куринской депрессии. Перепад значений S/P близок к $0,5$ лог. ед. Сильное землетрясение в Крыму ($M > 6$) также попадает в контрастную зону $\Delta(S/P) \approx 0,45$ лог. ед.

Следует заметить, что приуроченность сильных событий к зонам контраста поглощения наблюдается не для всех землетрясений. Например, события с $M \geq 7$ в западной части Турции попадают в зону промежуточного поглощения. Такая же картина наблюдается для центральных районов Ирана. Возможно, это связано с тем, что осреднение привело к сглаживанию некоторых особенностей поля поглощения.

В районе разлома Загрос между 30° и 34° СШ поле поглощения очень изменчиво. Значения S/P варьируют здесь от $0,1$ до $0,7$ лог. ед. Однако здесь не намечается протяженных зон сильного контраста. Поле поглощения имеет «мозаичную» структуру с чередованием высоких и низких значений S/P . Примечательно, что в этой области не отмечено землетрясений с $M \geq 7$, которые, как мы указывали, в основном происходят в зонах большого контраста поглощения.

Анализ экспериментальных данных выявил признаки анизотропии поглощения для районов Северо-Анатолийского разлома, оз. Урмия, Восточного Кавказа и Копетдага. Анизотропия поглощения проявляется в большом различии величин S/P для одних и тех же или близких эпицентров землетрясений, записанных на разных станциях. Отметим, что эти различия не могут быть связаны со станционными особенностями, поскольку в значения S/P были введены поправки для учета изменения S/P с расстоянием и условий в районе станции. Между тем

различия поглощения достигают значительных величин (0,5—0,7 лог. ед.). На рис. 4 стрелками указаны приблизительные направления слабого поглощения. Для более точного описания анизотропии поля поглощения необходим подробный анализ поляризационных и динамических характеристик огибающих коды.

Выводы

1. Исследованы особенности короткопериодных волновых полей землетрясений Альпийского пояса Евразии. Выделенные на огибающих фазы сформированы поперечными волнами, однократно и многократно отраженными от близгоризонтальных границ в мантии.

2. Разработана методика картирования верхней мантии Альпийского пояса Евразии по поглощению короткопериодных поперечных волн, основанная на анализе характеристик короткопериодной коды.

3. Построена карта поля поглощения центральной части Альпийского пояса. Показано, что западная часть характеризуется повышенным поглощением, возможно связанным с более молодым вулканизмом этого района. Выделены крупные неоднородности поля поглощения. Обнаружены признаки анизотропии поля поглощения.

4. Выявлена связь сильных землетрясений с $M > 6$ с зонами большого контраста поглощения.

Полученные результаты показывают, что дальнейшее изучение поля поглощения в районе Альпийского пояса Евразии с применением описанного метода может оказаться существенным для решения многих вопросов геологии и тектоники, а также сейсмического районирования.

Управление геологии АрмССР,
Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Поступила 7.VII.1985.

Ա. Ռ. ԱՌԱՔԵԼՅԱՆ, Յ.Ս. Յ. ԿՈՊՆԻՉԵՎ, Ի. Լ. ՆԵՐՍԵՍՈՎ

ԵՎՐԱՍԻԱՅԻ ԱԼՊԻԱՆ ԳՈՏՈՒ ՎԵՐԻՆ ՊԱՏՅԱՆԻ ՔԱՐՏԵԶԱԳՐՈՒՄԸ ԿԱՐՃ
ՊԱՐԲԵՐՈՒԹՅՈՒՆ ՈՒՆԵՑՈՂ ԼԱՅՆԱԿԻ ԱԼԻՔՆԵՐԻ ԿԼԱՆՄԱՆ ՄԻՋՈՑՈՎ

Ա մ փ ո փ ու մ

Մշակված է Եվրասիայի Ալպյան գոտու վերին պատյանի քարտեզագրման մեթոդիկան, որը հիմնված է միջանկյալ զոնայի $200 \leq \Delta \leq 2000$ կմ էպիկենտրոնային հեռավորություններ ունեցող երկրաշարժերի կարճ պարբերություն ունեցող կողայի բնութագրերի վերլուծության վրա: Ուսումնասիրված շրջանում առանձնացված են կլանման դաշտի խոշոր անհամասեռություններ: Կապ է հաստատված կլանման դաշտի և որոշ երկրաբանա-երկրաֆիզիկական դաշտերի միջև: Նշված է ուժեղ երկրաշարժերի ($M > 6$) առնչությունը կլանման խոշոր հակադրություն ունեցող զոնաներին:

Ստացված արդյունքները վկայում են այն մասին, որ նման հետազոտությունները կարող են օգտակար լինել երկրաբանական և տեկտոնական միջառաքիչների լուծման, ինչպես նաև երկրաշարժային շրջանացման գործում:

THE EURASIA ALPINE BELT UPPER MANTLE MAPPING BY
SHORT-PERIOD SHEAR WAVES MERGING

A b s t r a c t

A method of Eurasia Alpine belt upper mantle mapping by short-period shear waves merging is worked out which is based on the earthquakes short-period coda characteristics analysis from an intermediate zone with epicentral distances $200 \leq \Delta \leq 2000$ km. Great heterogeneities of the investigated region merging field are marked out. A connection between merging field and some geological-geophysical fields are observed. A relation of strong earthquakes ($M > 6$) to the zones of merging great contrastness is marked out.

Obtained data witness such investigations to be useful for many geological and tectonics problems solving as well as for seismic zoning.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Антонови Л. В., Алтикаев Ф. Ф., Курочкина Р. М. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978, 158 с.
2. Аракелян А. Р., Копничев Ю. Ф., Нерсесов И. Л. Некоторые результаты изучения короткопериодной коды близких и местных землетрясений по наблюдениям станциями АСС-3 на территории Армении.—Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1985, № 1, с. 21—28.
3. Артемьев М. Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1971, № 4.
4. Винник Л. П. Исследования Земли сейсмическими методами. М.: Наука, 1976, 198 с.
5. Каазик П. Б., Копничев Ю. Ф. Численное моделирование короткопериодной коды L_g в вертикально неоднородной по поглощению среде.—Вулканология и сейсмология, 1984, № 5, с. 74—84.
6. Копничев Ю. Ф. Нерегулярные сейсмические волны и характеристики астеносферы под океанами и континентами.—ДАН СССР, 1983, т. 272, № 6, с. 1355—1358.
7. Копничев Ю. Ф. Сейсмические кода-волны. М.: Наука, 1978, 83 с.
8. Копничев Ю. Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985, 176 с.
9. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков.—Вестник Моск. ун-та, сер. геолог., 1970, № 2.
10. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973, 279 с.
11. Мириджян Р. Т. Карта тепловых потоков Армянской ССР, 1977.
12. Нерсесов И. Л., Раутиан Т. Г. Кинематика и динамика сейсмических волн на расстояниях до 3500 км от эпицентра. Тр. ИФЗ АН СССР, 1964, № 32 (199), с. 63—88.
13. Тепловое поле Европы (под ред. В. Чермака и Л. Рихаха). М.: Мир, 1982, 376 с.
14. Федотов С. А., Болдырев С. А. О зависимости поглощения объемных волн от частоты в коре и верхней мантии Курильской островной дуги.—Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 9, с. 17—33.
15. Щукин Ю. К., Краснопевцева Г. В., Фирсова Д. Е. и др. Исследования земной коры и верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР., М.: Наука, 1984, с. 199.
16. Bird P., Toksoz M. Strong attenuation of Rayleigh waves in Tibet—Nature, 1977, v. 266, № 5598, p. 161—163.
17. Der Z., McElfresh T. The relationship between anelastic attenuation and regional amplitude anomalies of short-period P-waves in North America.—Bull. Seismol. Soc. Amer., 1977, v. 67, № 5, p. 1303—1324.
18. Epicentre map of Iran (1900—1976), 1976, Compiled by M. Berberian.
19. Rotstein Y. Counterclockwise rotation of the Anatolian Block., Tectonophysics, 108, 1984, p. 71—91.